

**Zeitschrift:** Archives des sciences physiques et naturelles  
**Herausgeber:** Société de Physique et d'Histoire Naturelle de Genève  
**Band:** 18 (1936)

**Artikel:** Contribution à la météorologie alpestre [suite]  
**Autor:** Berger, P.  
**DOI:** <https://doi.org/10.5169/seals-743066>

#### Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

#### Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

#### Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

**Download PDF:** 20.02.2026

**ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>**

CONTRIBUTION  
À LA  
MÉTÉOROLOGIE ALPESTRE

PAR

**P. BERGER**

(Avec 16 fig.)

*(suite)*

---

INFLUENCE OROGRAPHIQUE.

Pour nous faire une idée de l'ordre de grandeur de l'influence orographique moyenne des Alpes sur le versant N, calculons les températures moyennes à l'aller et au retour, à 2500 m, et comparons les à celles du Saentis. Nous obtenons:

TABELLE N° 6.  
*Température moyenne à 2500 m.*

Heure	Saentis	Aller	Retour	Nombre de jours
1000	7,85 °	8,2 °	— °	18
1000	6,85	7,97	—	26
1300	7,95	—	6,55	24

En pleine atmosphère, la température de l'air traversé à la descente était donc plus basse que celle rencontrée à la montée. En reprenant le raisonnement que nous avons vu à la page 28,

nous pourrions nous attendre à une température théorique X de:

$$\frac{7,85 - 6,85}{7,95 - 6,85} = \frac{8,2 - 7,97}{X - 7,97} ; \quad X = 8^{\circ},22$$

au lieu de  $6^{\circ},55$ .

L'altitude de 2500 m, sur le versant N, fut atteinte, en moyenne à:

30-35 km à la montée,  
40-45 km à la descente au SSE de Dubendorf.

Sur le Fokker, si le thermomètre a bien fonctionné à la montée, il n'y a aucune raison de croire qu'il ait moins bien travaillé en vol plané. Il nous faut donc admettre que l'atmosphère traversée au cours des descentes fut plus froide de plus de  $1^{\circ},5$  que celle rencontrée à la montée. Il semble peu probable:

- a) Qu'au voisinage immédiat des Alpes, sur le versant N, en août 1933, il y ait eu régulièrement d'autres masses d'air plus froides que celles qui recouvriraient le plateau suisse;
- b) Que même si ce fut le cas, l'avion évolua régulièrement dans les plus chaudes à la montée, et dans les plus froides à la descente.

Cette différence de température paraît bien due à l'influence orographique.

Comment se manifeste-t-elle et comment est-il possible de la mettre en évidence ?

Il me semble qu'elle peut être envisagée comme une fonction soit purement géographique, soit dépendant du gradient pression ou de celui du poids spécifique de l'air. La première hypothèse ne conduit à rien. En effet, quelle que soit la répartition des masses d'air, l'influence des Alpes serait toujours la même, ce qui est contraire aux observations journalières. Pour prouver cependant qu'il en est bien ainsi, à un niveau déterminé (2500 m) les différences des températures simultanées entre celles enregistrées au Saentis et celles lues à bord de l'avion furent portées en abscisse sur un diagramme tandis que les distances horizontales entre l'aéronef et Dubendorf étaient notées en ordonnée.

Les points représentatifs formaient un essaim très aéré, ne laissant deviner aucune relation.

Le choix du Saentis comme point de référence thermique peut prêter à discussion, mais c'est un des seuls postes à moyenne altitude, où la température est enregistrée.

Il est donc nécessaire d'envisager la deuxième hypothèse. Immédiatement se posent les questions:

- a) Faut-il prendre chaque cas séparément ?
- b) A quelle altitude faut-il envisager le gradient s'il change d'une altitude à l'autre ?
- c) Faut-il préférer le gradient pression au gradient densité ou vice versa ?

Pour éviter des déductions erronées dues à un cas spécial, il est utile de grouper les situations météorologiques semblables. Ce groupement peut être fait d'après différents critères tels que:

- a) Les cartes synoptiques de pression au niveau de la mer;
- b) Les gradients horizontaux de pression ou densité, à une certaine altitude, déterminés à l'aide de quelques stations seulement.

Eventuellement, on pourrait penser que les gradients thermiques verticaux sur les deux versants des Alpes peuvent servir à repérer des situations météorologiques similaires, mais dans notre cas cette idée ne mène à rien pour les raisons suivantes:

- a) Les trajets aériens ne furent pas identiques (vols en ligne droite ou par les vallées, trajectoires à des altitudes très différentes);
- b) S'il existe une influence thermique régionale due au relief, elle fausserait la classification.

Revenons aux points *a* et *b* précédents.

Deux cartes isobariques identiques, représentant la pression virtuelle au niveau de la mer, ne correspondent pas nécessairement à deux situations météorologiques identiques.

En effet, la pression  $p$  mesurée au sol est la somme de toutes les pressions partielles  $\Delta p$  à la verticale du lieu; or l'épaisseur et le nombre des différentes tranches  $\Delta p$  varient d'un instant à

l'autre. Pour cette raison, si deux images isobariques au niveau de la mer sont identiques, il ne faut pas en tirer la conclusion que les situations météorologiques le sont aussi. Il est très fréquent qu'à une altitude  $h_1$  nous ayons une baisse  $-\Delta p_1$  et simultanément à l'altitude  $h_2$  une hausse  $+\Delta p_2$ , etc. Il est aisément de concevoir que la somme  $(-\Delta p_1) + (+\Delta p_2) + \dots$  peut correspondre à des combinaisons très différentes des pressions partielles. Outre ce fait purement naturel, les différences entre les méthodes de réduction de la pression au niveau de la mer amènent des erreurs systématiques inégales au passage des frontières politiques des pays. Les isobares y sont légèrement décalés. Si ce fait est insignifiant pour les cartes synoptiques, il n'en est plus de même pour cette analyse. En résumé les cartes synoptiques de la pression réduite au niveau de la mer ne sont pas suffisantes pour ce problème.

La dernière solution est de continuer cette analyse en se servant des gradients horizontaux de pression ou densité, déterminés à l'aide de trois stations au voisinage immédiat des Alpes. La solution la plus commode consisterait à utiliser les cartes synoptiques en n'employant que des observations nationales réduites au niveau de la mer, par exemple Berne, Zurich, Lugano. Les réductions barométriques de ces postes sont malheureusement importantes, de plus elles sont calculées à l'aide des températures moyennes mensuelles de chacune de ces stations. Le gradient déterminé à l'aide des renseignements radiodiffusés par Munchenbuchsee est forcément fictif et ne peut en aucune sorte conditionner l'écoulement aérien puisqu'il correspond à une situation hypothétique à 400-500 m en dessous du niveau réel du sol.

Cette solution ne donnant pas les résultats présumés (comme nous le verrons plus loin) il est nécessaire d'en chercher une autre. Il semble naturel de choisir un gradient à faible altitude; prenons par exemple comme niveau de référence celui qui passe pas un poste météorologique dont nous emploierons les observations. Le choix des stations est limité; à faible altitude nous avons: Lugano (276 m), Neuchâtel (487 m) et Zurich (493 m). Réduisons les pressions de Lugano et Zurich à 487 m. Nous évitons ainsi de fortes réductions barométriques; ces dernières

ont été calculées pour les heures synoptiques nationales 07 h. 30 et 13 h. 30 HEC, à l'aide des pressions et des températures moyennes mensuelles du matin et de midi. Le but de la double détermination du gradient est de mettre si possible en évidence la plus étroite dépendance entre le vol aller (09 h. 30-11 h. 00) et l'observation de 07 h. 30 ou entre le vol retour et l'observation de 13 h. 30. Les valeurs des gradients pression à l'altitude de 487 m sont données dans la table n° 7.

L'influence de l'énorme barrage alpestre, dominant le Plateau suisse de 2000 m environ, ne modifie-t-il pas à un tel degré la répartition normale des pressions que tous les calculs précédents sont erronés ? Pour répondre à cette question, il faut calculer à nouveau le gradient, mais à une altitude encore plus élevée. Dans ce cas, comme dans les précédents, mais à un plus grand degré encore, nous sommes limités dans notre choix par l'emplacement des postes météorologiques. Prenons les stations de Bevers (1710 m), Rigi (1787 m), Monte Generoso (1610 m) et choisissons le niveau de référence à 1710 m. A cause des différents gradients thermiques verticaux, nous pouvons nous attendre à trouver des gradients pressions différents en intensité et direction à chaque niveau de référence.

Dans la théorie générale des vents théoriques au gradient, il est admis tacitement que les températures sont identiques aux différents points (et à l'intérieur de l'aire qu'ils déterminent) qui servent à calculer ces vents. Cette condition n'est pas remplie dans ce cas. Dans un travail antérieur<sup>1</sup> il a été démontré que les gradients pression et poids spécifique de l'air (que nous désignerons à l'avenir par densité) sont différents tant en direction qu'en intensité. Pour cette raison, les gradients pression et densité ont été calculés au niveau de référence de 1710 m, mais seulement à l'aide des observations de 13 h. 30.

Il est évident que les gradients à 1710 m auraient pu être calculés à l'aide des renseignements de 07 h. 30, mais trois faits m'ont amené à donner la préférence aux gradients de 13 h. 30 :

<sup>1</sup> Sondages aérologiques et vents aux gradients en Suisse. *Archives des Sciences physiques et naturelles*, fasc. 3, 4, 5, 6 (1932), fasc. 1, 2 (1933).

- a) Les résultats obtenus à l'altitude de 487 m, qu'ils soient calculés avec les observations de 07 h. 30 ou avec celles de 11 h. 30, ne sont pas meilleurs les uns que les autres;
- b) Le délai entre le vol retour et les données météorologiques de 13 h. 30 est plus court qu'entre les observations matinales de 07 h. 30 et le vol aller;
- c) La température varie moins rapidement vers midi que vers 08 h. 00.

Les réductions barométriques à 1710 m furent déterminées en tenant compte de la pression et de la température momentanées à chaque poste. D'autre part, le gradient densité fut calculé en tenant compte de l'humidité. La température réelle T fut remplacée par la température virtuelle  $T_v$

$$T_v = T \cdot (1 + 0,605 \cdot q)$$

$q$  = humidité spécifique.

Cette température virtuelle fut ensuite réduite à 1710 m en tenant compte du gradient thermique momentané en pleine atmosphère. Le poids spécifique de l'air a été calculé à l'aide des valeurs réduites de  $p$  et de  $T_v$ .

Dans ce cas comme dans les précédents nous avons admis, pour calculer les gradients, que la pression ou la densité de l'air varient linéairement entre les postes d'observations. Cette hypothèse n'est certainement pas la plus plausible puisque les Alpes forment une énorme barrière à l'écoulement, mais elle permet de poursuivre facilement cette analyse.

Les chiffres de la table 7 représentent:

Première colonne: les dates (août 1933).

Colonnes V.A.: la valeur absolue du gradient (calculée sur une distance de 1 degré d'arc de méridien), exprimée en dixièmes de mb au niveau de la mer, en dixièmes de mm de Hg à 487 m et 1710 m pour la pression et en dixièmes de gr à 1710 m pour la densité.

Colonnes NS: la composante N-S ou S-N de la valeur absolue du gradient, exprimée à l'aide des mêmes unités que la valeur absolue. La composante S-N est affectée du signe négatif; les autres n'ont pas de signes distinctifs.

Colonne Dir.: Direction exprimée en degrés de 000 à 360°.

TABELLE N° 7.

	Gradients pressions												Gradients densités		
	Niveau de la mer			A 487 m						A 1710 m			A 1710 m		
	07 h. 30		N-S *	07 h. 30		V.A.	N-S	13 h. 30		V.A.	N-S	13 h. 30		V.A.	N-S
2	160	58	55	160	37	36	158	39	33	176	21	21	143	152	122
3	167	39	38	172	23	23	180	22	22	108	07	02	127	178	107
4	178	27	27	171	12	11	180	11	11	111	11	04	117	232	106
5	174	15	15	152	05	05	168	08	08	095	22	02	083	248	- 30
7	105	05	13	032	07	- 06	032	07	- 06	015	16	- 15	058	175	- 92
8	137	18	13	120	08	04	113	07	03	072	06	- 02	095	096	08
9	156	18	16	147	07	06	140	03	02	037	13	- 10	100	152	26
10	175	06	06	022	03	- 02	360	09	- 09	028	17	- 15	067	164	- 64
11	175	03	03	353	04	- 04	003	06	- 06	037	13	- 10	082	105	- 15
12	137	14	10	088	05	~ 0	023	08	- 08	025	02	- 02	205	092	83
14	127	08	05	337	11	- 10	328	11	- 09	025	13	- 12	074	160	- 44
15	137	18	13	132	06	04	134	09	06	036	09	- 07	116	235	103
16	246	04	02	351	06	- 06	360	15	- 15	008	20	- 20	087	037	- 02
17	152	10	09	091	04	00	105	07	02	060	05	- 02	117	140	63
18	140	17	13	135	08	06	132	10	07	053	08	- 05	091	178	02
19	161	15	14	142	05	04	360	03	- 03	037	14	- 11	120	121	60
21	157	22	20	338	12	- 12	287	03	- 04	050	22	- 14	029	125	- 109
22	152	44	39	158	25	23	147	36	30	117	11	05	181	295	295
23	118	16	08	076	11	- 03	055	17	- 10	025	07	- 07	097	194	24
24	155	48	43	160	30	29	161	36	34	162	12	11	144	282	228
25	195	19	18	171	05	05	014	02	- 02	198	39	37	115	165	70
26	190	14	14	146	03	03	184	05	05	053	14	- 09	119	174	84
28	048	06	- 04	022	05	- 05	161	03	03	070	14	- 05	068	185	- 69
29	195	14	13	185	02	02	334	06	- 04	065	19	- 08	052	205	- 133
30	287	03	- 01	350	07	- 07	340	15	- 14	040	18	- 14	046	126	- 88
31	170	07	07	064	03	- 01	112	02	01	094	09	01	088	140	- 5

\* En dixièmes de mb.

Pour une même situation météorologique la direction et l'intensité des gradients varient beaucoup d'un niveau à l'autre.

Analysons succinctement la table précédente:

a) *Direction.*

La comparaison des directions des divers gradients met en lumière de très fréquents et importants écarts qui peuvent atteindre  $90^\circ$  et plus et qui ne semblent obéir à aucune règle. D'un jour à l'autre les rotations des gradients au niveau de la mer et à 487 m (à 07 h. 30) présentent une légère analogie.

Entre leurs directions à 487 m (à 07 h. 30 et à 13 h. 30) il y a généralement une bonne coïncidence. Les directions des gradients à 1710 m sont très différents des autres; cette constatation n'est pas surprenante puisque les gradients thermiques verticaux varient beaucoup de part et d'autre des Alpes.

b) *Valeur absolue.*

D'un jour à l'autre, les variations de la valeur absolue du gradient au niveau de la mer, sont beaucoup plus importantes et plus irrégulières que celles à 487 m. A l'altitude de l'Observatoire de Neuchâtel les valeurs absolues des gradients à 07 h. 30 et à 13 h. 30 présentent une assez bonne coïncidence, tandis qu'elles sont toutes différentes à 1710 m. A l'altitude de Bevers, les gradients pression et densité évoluent parallèlement; le premier varie dans des limites plus étendues et, chose assez étrange, son évolution semble précéder de 24 heures environ celle du gradient densité.

c) *Composante NS.*

Au niveau de la mer, presque toutes les composantes sont dirigées du N vers le S; à 487 m, tant à 07 h. 30 qu'à 13 h. 30, les composantes NS sont les plus nombreuses. Les composantes NS ou SN varient beaucoup d'un niveau de référence à l'autre.

D'après la théorie générale de la circulation c'est la composante EW ou WE du gradient qu'il faudrait déterminer pour connaître l'écoulement théorique SN ou NS, mais l'énorme mur formé par les Alpes conditionne différemment, localement du moins, la circulation aérienne. C'est la raison pour laquelle la composante NS a été déterminée. Au niveau du sol, si on peut admettre que les Alpes forment différents échelons orientés d'W en E dont les deux principaux sont: Gâbris-Hörnli et Rossberg-Napf séparés par la chaîne Hohe Rone-Albis, il n'est plus possible de maintenir cette affirmation à 1710 m.

A cette altitude, les Alpes sont orientées de l'WSW à l'ENE; il n'est donc plus justifié de poursuivre cette analyse basée sur la composante NS. Si l'air suit la ligne de plus grande pente barométrique en dessus du massif alpin, c'est la composante d'axe NNW-SSE qu'il faut envisager. Pour prouver que c'est

bien cette composante qu'il faut employer, d'autres ont été calculées pour les axes: 20°-200°; 360°-180°; 340°-160°; 320°-140°; 300°-120°; 270°-90°. Toutes ces valeurs sont inscrites dans la tabelle 8.

TABELLE N° 8.

*Composantes pour divers axes des gradients  $\Delta p$  et  $\Delta \rho$  à 13 h. 30 et à 1710 m.*

	Axes 20°-200°		Axes 360°-180°		Axes 340°-160°		Axes 320°-140°		Axes 300°-120°		Axes 270°-90°	
	$\Delta p$	$\Delta \rho$	$\Delta p$	$\Delta \rho$	$\Delta p$	$\Delta \rho$	$\Delta p$	$\Delta \rho$	$\Delta p$	$\Delta \rho$	$\Delta p$	$\Delta \rho$
2	-19	80	21	122	20	145	17	140	12	138	01	95
3	00	80	02	107	04	150	06	170	07	177	07	142
4	00	30	04	106	07	169	10	210	11	232	10	206
5	-06	-120	02	-30	09	56	15	135	20	198	22	247
7	-16	-140	-15	-92	-13	-36	-09	24	-04	82	04	148
8	-04	-20	-02	08	00	41	02	68	04	87	06	096
9	-12	-110	-10	26	-07	76	-03	116	02	143	08	150
10	-17	-110	-15	-64	-11	-06	-06	48	-01	98	08	151
11	-12	-50	-10	-15	-07	22	-03	56	02	84	08	104
12	-02	90	-02	.83	-01	65	-01	39	00	01	01	-039
14	-13	-100	-12	-44	-09	01	-01	65	-01	111	06	153
15	-09	23	-07	103	-05	168	-02	230	01	234	05	211
16	-19	-15	-20	-02	-17	11	-13	22	-06	31	03	037
17	-04	17	-02	63	-01	100	01	136	03	140	04	125
18	-05	-61	-05	02	-02	64	00	117	03	156	06	178
19	-13	09	-11	60	-07	93	-03	113	02	121	08	104
21	-19	-120	-14	-109	-08	-82	00	-45	08	00	14	61
22	-01	280	05	295	08	276	10	223	11	143	10	00
23	-07	-043	-07	24	-05	88	-03	140	-01	178	03	194
24	11	158	11	228	12	270	11	280	09	257	04	166
25	34	14	37	70	31	116	21	160	08	165	-04	149
26	-12	27	-09	84	-04	131	00	160	05	174	11	152
28	-09	-125	-05	-69	00	00	05	57	09	114	13	172
29	-14	-175	-08	-133	-01	-64	06	04	11	77	17	161
30	-17	-114	-14	-88	-09	-51	-03	-09	03	35	12	90
31	-25	-53	01	-05	04	-43	06	86	08	119	09	140

$\Delta p$  = composante du gradient pression;

$\Delta \rho$  = composante du gradient densité.

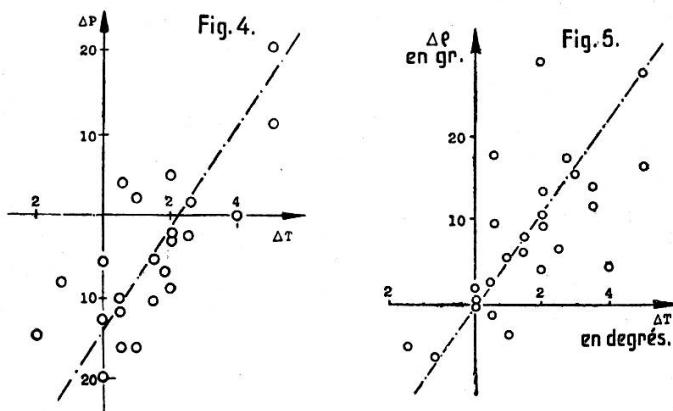
Les unités employées sont les mêmes que celles de la tabelle 7.

Ce qui est intéressant, c'est de mettre en évidence la corrélation la plus étroite entre ces différents gradients et les écarts correspondants de température. Le plus simple est d'exprimer graphiquement cette dépendance (fig. 4 et 5).

La température au voisinage du sol dépend trop des conditions météorologiques locales (à 07 h. 30, par exemple, nappes d'air froid en plaine, à 13 h. 30 air surchauffé, passage nuageux<sup>1</sup>, etc.) pour nous être utile dans cette analyse. Pour cette raison, faute de mieux, il faut établir la dépendance entre les gradients horizontaux de pression au niveau de la mer ou à 487 m, et la différence de température à 1000 m, de part et d'autre des Alpes. A l'altitude de référence de 1710 m, les différences de températures sont celles de ce niveau.

Sur les figures 4 et 5 les différences de température sont exprimées en degrés et notées en abscisse; si l'air est plus chaud au Tessin qu'en Suisse allemande, l'écart thermique est considéré comme positif, dans le cas inverse il est affecté du signe négatif.

Les gradients de pression ou densité sont représentés en ordonnées, les composantes NS sont considérées comme positives, les autres négatives. Seules les figures qui représentent le mieux la variation de T avec les gradients  $\Delta p$  ou  $\Delta \rho$  sont publiées.



Le résultat de l'analyse des autres figures est présenté dans les tables 9 et 10 dont les différentes colonnes contiennent les renseignements suivants:

<sup>1</sup> WEHRLÉ et SCHERESCHWESKY, le refroidissement dû à un corps d'alto-stratus qui se substitue à un ciel bleu sans nuage peut atteindre 5° (Les systèmes nuageux, *Mémorial de l'O.N.M.*, no 1, 1923).

110 CONTRIBUTION A LA MÉTÉOROLOGIE ALPESTRE

I = altitude en m à laquelle les gradients de pression (tabelle 9) ou gradients densité (tabelle 10) ont été calculés.

II = heures d'observations.

III = altitude à laquelle les écarts de température furent déterminés.

IV = axe sur lequel la valeur absolue du gradient est projetée.

V = remarques précisant la dépendance des écarts thermiques et de la composante envisagée du gradient.

TABELLE № 9.

*Pression.*

I	II	III	IV	V
m 0	h 0730	m 1000	° 360-180	très mauvais
487	0730	1000	360-180	assez satisfaisant
"	1330	1000	360-180	satisfaisant
1710	1330	1710	20-200	assez satisfaisant
"	"	"	360-180	assez bien
"	"	"	340-160	satisfaisant
"	"	"	320-140	mauvais
"	"	"	300-120	mauvais
"	"	"	270- 90	peu satisfaisant

TABELLE № 10.

*Densité.*

I	II	III	IV	V
m 1710	h 1330 retour	m 2000	° 360-180	assez satisfaisant
"	" "	1500	360-180	peu satisfaisant
"	" aller	1710	360-180	" "
"	1330 retour	"	360-180	" "
"	" "	"	20-200	mauvais
"	" "	"	340-160	assez bon
"	" "	"	320-140	assez satisfaisant
"	" "	"	300-120	mauvais
"	" "	"	270- 90	très mauvais

Les axes des «voies lactées», représentant les points figuratifs des différentes figures (dont deux seulement sont données ici), donnent lieu aux remarques suivantes:

- A. Les axes sont des droites.
- B. a) pour les gradients pression, les directions de ces axes sont assez constantes;  
b) en aucun cas, ces axes passent par le centre des coordonnées; dans la grande majorité des cas ils coupent l'axe des  $x$  à droite de l'origine des coordonnées et celui des  $y$  en dessous.
- C. a) pour les gradients densité, la direction des axes varie beaucoup, elle est parallèle à l'axe des  $x$  pour le cas  $270^{\circ}-90^{\circ}$ , bissectrice de l'angle  $xy$  positif pour le cas  $300^{\circ}-120^{\circ}$ , inclinée de  $55^{\circ}$  sur l'axe des  $x$  pour tous les autres cas;  
b) ces axes sont de part et d'autre de l'origine; l'axe de la composante  $320^{\circ}-140^{\circ}$  coupe les  $x$  négatifs, celui de la composante  $340^{\circ}-160^{\circ}$  passe par l'origine, d'autres axes coupent les  $x$  positifs et les  $y$  négatifs.

La meilleure dépendance entre le gradient densité et les écarts de température correspond aux composantes parallèles à l'axe  $340^{\circ}-160^{\circ}$ ; pour cette raison les situations météorologiques semblables seront groupées d'après ce critère.

La dispersion des points des figures 4 et 5 peut surprendre, il ne faut cependant pas oublier que ces mesures furent faites en pleine atmosphère et non pas en laboratoire, par des personnes non spécialisées qui avaient pour premier devoir de mener à bon port un avion commercial dans des conditions météorologiques (turbulence, nébulosité, etc.) très variables d'une fois à l'autre et souvent difficile.

(à suivre)